第45卷 第6期
2022年11月

干旱区地理
ARID LAND GEOGRAPHY

Vol. 45 No. 6
Nov. 2022

可可西里土壤凝结水形成特征及其影响因素研究

石万鹏[1,2,3]， 李 备[1,3]， 刘景涛[1,3]， 卓子钧[1,2]， 陈 玺[1,3]

（1. 中国地质科学院水文地质环境地质研究所,河北 石家庄 050061；2. 中国地质大学(北京),北京 100083；
3. 河北省地下水污染机理与修复重点实验室,河北 石家庄 050061）

摘 要：青藏高原受气候变化影响,干湿过渡状况不断扩大,凝结水是旱区重要的水分补给来源,研究凝结水对青藏高原生态具有重要意义。为探究凝结水在青藏高原的形成特征以及影响凝结水形成因素,选取近年来受气候影响较大的可可西里盐湖地区作为研究区,使用微型蒸渗仪探究其0~10 cm土壤水分蒸发凝结特征,并利用相关回归分析、主成分分析探究影响凝结水形成因素。结果表明:(1) 在14:00—次日14:00期间,气温和土层温度均呈现出先减小后增大的变化趋势,0~10 cm土壤在00:00—10:00内有明显土壤凝结水形成,而在其余时间水量蒸发明显。大气水汽和土壤深层水汽组成土壤凝结水的比例约为1:3。当夜间近地空气相对湿度大于64%,近地气温小于3.8 ℃,5 cm土层温度低于4.1 ℃,有利于土壤凝结水的形成,平均水量可达0.2 $mm \cdot d^{-1}$。(2) 相关分析表明土壤总凝结水量与5 cm土层温度和5~30 cm土层温度差呈显著负相关,而且凝结水量与相关因子的线性拟合效果较好;大气水汽凝结水量与气温呈现显著负相关,与相对湿度呈现显著正相关。主成分分析结果显示0~10 cm以上土层微气象因子对凝结水形成因素较大。

关 键 词：土壤凝结水；气温；地温；空气相对湿度；青藏高原
文章编号：1000－6060(2022)06－1729－11(1729~1739)

水分是干旱地区最重要的生态限制因子[1],而凝结水是地表非降雨水输入的重要来源[2],可作为植物、昆虫等生物的水源[3],同时能够减少地下水的损耗[4],是水文循环的重要部分[5],例如在黑河流域平均凝结水量与年降水量比值为18.54%[6],而在塔克拉玛干沙漠[7]、Negev沙漠中凝结水量占比达到30%以上[8-9]。在自然情况下,凝结水按照发生界面可分为土壤凝结水[10]、植物表面凝结水[11-13]。干旱地区植被稀疏,土壤凝结水对干旱区生态发展格外重要,其中土壤凝结水是指近地面的大气水汽和深层土壤水汽在近地表界面凝结形成的液态水或是被吸附的水汽[9,14-15]。一般通过能量平衡模拟估算和野外直接观测两种模式进行凝结水产量、形成时间等基本特征的研究[12],其中能量平衡方法对凝结水量的拟合效果较好,但分散度较高[16],且模拟出来的结果受到众多观测变量误差影响[12];在野外直接观测中,大多数研究利用自制微型蒸渗仪法[11,14,17-20]观测土壤凝结水,测定结果较为准确[17,21],且携带方便,不受时间和空间的限制[11]。众多研究表明土壤凝结水的形成主要受地表温度,空气相对湿度和风速[12-13,15]等微气象条件的影响,而天气类型(如晴天、阴天等)也是决定凝结水显著形成的关键因素[22]。此外,季节类型[23-25]、植被覆盖[18,26]、微地形[1,12,19]、海拔[8,27]、土壤质地[15,24]、地下水水位[26,28]等都对凝结水形成具有重要影响,故不同区域凝结水形成量并不一致。目前全球受气候暖化影响明显,研究发现三江平原现阶段气候相较过去几十年更加温暖干燥,导致凝露量的减少[29],而对气温和相对湿度的预测结果表明,地中海区域到21世纪末露水产量将下降27%[30],气候变化对凝结水产量具有强烈的影响。

收稿日期：2022-03-08； **修订日期**：2022-04-06
基金项目：中国地质科学院水文地质环境地质研究所基本科研费(SK202116)；中国地质调查局湟水河流域水文地质调查(DD20190331)；河北省青年科学基金(D2021504003)资助

作者简介：石万鹏(1998-),男,硕士研究生,主要从事水循环与水质演替等方面研究. E-mail: wanpeng0910@163.com
通讯作者：李备(1990-),男,助理研究员,主要从事水文地质环境地质研究等方面研究. E-mail: pingpangplayer@126.com

前人对旱区凝结水的成因、形成规律和影响因素等已经取得了众多进展,但随气候变化,全球许多地区尤其是生态脆弱区干旱频率增加,目前研究缺少对青藏高原凝结水的探究。青藏高原生态系统脆弱而敏感[31],因气候暖化,多年冻土持续退化[32],土壤含水量随退化程度的增加不断降低,大部分区域表现为干湿过渡的状态[33-34]。在2011年9月,青藏高原腹地卓乃湖发生自然溃决,导致大面积湖底出露,出现草地退化、沙化等现象,凝结水作为持续稳定的水源[17]可能是高原夏季干旱期草甸生长和水文过程的活跃因子[35],因此本研究通过对高原腹地土壤凝结水形成特征的探讨,确定影响凝结水形成的主要因子,揭示凝结水对青藏高原表层土壤水分的影响,旨在为青藏高原水汽循环研究以及气候变化下青藏高原的生态水量评估提供科学依据。

1 研究区概况

研究区位于青海省可可西里国家级自然保护区的盐湖地区,东临青藏公路,南至唐古拉山,西接羌塘高原,北抵昆仑山[36],平均海拔在4600 m以上。气候寒冷干旱,年平均气温、降水量分别为−3.6 ℃、297.4 mm[37],且降雨主要集中在夏季[17],但年平均蒸发量较大,为1316.9 mm[31]。区域地貌主要表现为高原宽谷湖盆,比较平缓[37],地层基本为古近系和第四系,表层土壤一般为棕褐色砂土,厚度约1.5~2.0 m,下部为下更新统泥灰岩,厚度较大[36]。区域分布高寒草原,以嵩草、羊茅等为主[31]。

2 材料与方法

2.1 样地设置

众多研究表明土壤凝结水形成于0~10 cm土层[11,14-15,38],本研究选择盐湖地区索南达杰保护站旁边空地0~10 cm的裸土为研究对象(图1),观测点经纬度为93°36′E,35°25′N,海拔4464 m。于2021年6—7月进行准备工作和野外试验。

本实验通过微型蒸渗仪(简称微渗仪)的方法对土壤凝结水进行观测,其中微渗仪由PVC材质的内、外圆筒构成。内筒盛装土样,外筒用以避免外界土壤干扰,其中内、外筒直径分别为8.5 cm、10.0 cm,高度则分别为10.0 cm、11.0 cm。外筒均为上下开口型,而内筒分为两种类型,第1种是上下开口型,即微渗仪上端不封口,下端用400目的纱网封底(简称全通组),保证实验过程中内筒的土壤不漏出,水汽可以通过;第2种是上开口、下封口型,即上端不封口,下端使用塑料薄膜封底(简称下封组),使其无法接收深层土壤孔隙的水汽[14]。每种内筒

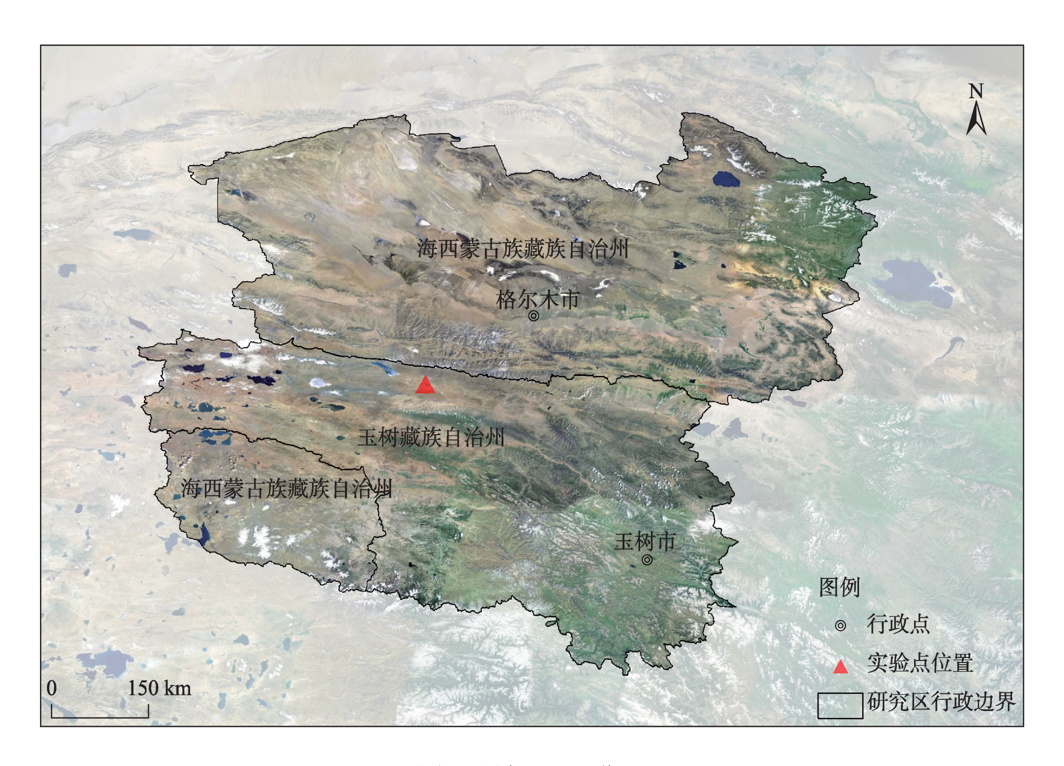


图1 研究区地理位置

Fig. 1 Location of the study area

的类型设置4个重复，在0.3 m×0.5 m的样方中均匀分布(图2a)。



图2　样地设置及气象装置

Fig. 2　Sample plot setting and weather station

试验过程如下：将内筒垂直压入土壤中，在不破坏土壤结构的情况下取出，然后放入预先置于样方的外筒中，其中内筒土壤表面与周围土壤表面齐平，内、外筒插入土壤的高度需要保持一致。

2.2　气象因子以及土壤水汽变化的观测

在野外试验期间利用小型气象站连续测气温、相对湿度等气象因素(图2b)，其中气温、相对湿度使用气象站百叶箱温湿度传感器测量，精度分别为±0.2 ℃和±3%，分辨率均为0.1。土壤温湿度则采用JXBS-3001-TR土壤温湿度传感器进行测定，测量精度分别为±0.5 ℃和3%，其中土壤湿度测定结果为土壤体积含水率，土壤温湿度传感器安装深度分别为距地表5 cm、10 cm、20 cm、30 cm、50 cm层位，气象因素和土壤温湿度均以2 h为间隔进行观测。

2021年7月4—9日展开土壤凝结水观测实验，利用精度为0.01 g的电子天平对微渗仪内筒连续称重，观测土壤水汽的凝结与蒸发过程，称重间隔为2 h，其中在称重之前均需以实验棉小心快速的擦干内筒表面的水分[3,18]，另外为防止外界刮风影响称重结果，天平需放置在挡风装置中读数。

2.3　研究方法

2.3.1　水汽蒸发量及凝结水量分析　水汽蒸发量及凝结水量的计算公式如下：

$$h = \frac{40 \times m}{\rho \pi d^2} \quad (1)$$

式中：h 为0~10 cm土壤水汽蒸发量或凝结水量(mm)；m 为前后2次称重质量差(g)；ρ 为水密度(g·cm^{-3})，此处ρ=1.0 g·cm^{-3}；d 为微渗仪的直径(cm)。

2.3.2　相关回归分析　利用Pearson相关分析对凝结水量与微气象条件进行相关显著性分析，计算公式如下：

$$r = \frac{n\sum_{i=1}^{n} x_i y_i - \sum_{i=1}^{n} x_i \sum_{i=1}^{n} y_i}{\sqrt{n\sum_{i=1}^{n} x_i^2 - \left(\sum_{i=1}^{n} x_i\right)^2}\sqrt{n\sum_{i=1}^{n} y_i^2 - \left(\sum_{i=1}^{n} y_i\right)^2}} \quad (2)$$

式中：r 为2个变量(x、y)之间的相关系数，$r \in (-1, 1)$，其中 $r<0$ 表明负相关，$r>0$ 表明正相关；n 为样本数；x_i、y_i 分别为不同时刻气象因子值和凝结水量自变量。

$$t = \frac{r\sqrt{n-2}}{\sqrt{1-r^2}}, \quad df = n-2 \quad (3)$$

式中：t 为统计值，通过查 t 分布表得出 r 值下的 P 值，当 P 值分别为0.05和0.01时，求出不同自由度的临界 r 值，即 $r_{0.05(n-2)}$ 和 $r_{0.01(n-2)}$；当 $|r|<r_{0.05(n-2)}$，可得 $P>0.05$，非显著相关；$|r| \geq r_{0.01(n-2)}$，可得 $P<0.01$，为极显著相关；df 为自由度。

对凝结水量与其影响因子建立回归分析方程，计算公式如下：

$$\hat{Y} = a + bX \quad (4)$$

$$\begin{cases} b = \dfrac{n\sum_{i=1}^{n} x_i y_i - \sum_{i=1}^{n} x_i \sum_{i=1}^{n} y_i}{n\sum_{i=1}^{n} x_i^2 - \left(\sum_{i=1}^{n} x_i\right)^2} \\ a = \bar{Y} - b\bar{X} \end{cases} \quad (5)$$

式中：$\hat{Y}$ 为因变量的估计值(凝结水量)；X 为自变量(影响因子)；a、b 为待定参数，其中 a 为回归直线的起始值(截距)，即 X=0时的值，b 为回归系数(直线的斜率)，通过样本观察值计算 a、b；$\bar{Y}$ 为因变量平均值；$\bar{X}$ 为自变量平均值。

2.3.3　主成分分析　主成分分析方法(Principal component analysis，PCA)的原理是通过把原始的 n 个有一定相关性的因子重新整合成另外的 m 个互不相关的线性组合，m 小于 n，新的线性组合即为函数主成分[39]。在含有多个因子的问题研究中，因子之间存在的相关性造成了信息的重叠，可以通过PCA简化多种因子，保留原始数据的大多数信息，从而达到一种降维的效果[39-40]。其中特征值、方差贡献率和荷载值是决定主成分分析结果的重要部分，一般特征值大于等于1作为主成分重要性的关键指标[41]；累积方差贡献率达到60%及以上，主成分因子的解释能力可以接受，达到80%及以上时，

解释效果较好；荷载值越大对因子的影响越大。

3 结果与分析

3.1 土壤水汽凝结过程特征

试验期间均为晴天，通过试验数据分析可得出，全通组和下封组内的水量变化趋势基本保持一致，14:00—次日14:00土壤水分呈现先减少后增加再减少的趋势(图3)。根据方差分析结果显示，全通组14:00—16:00蒸发水量差异并不显著(P>0.05)，而下封组在14:00—18:00蒸发水量差异显著(P<0.05)，此后土壤水分蒸发速率逐渐减小。全通组在00:00—10:00有明显凝结水生成，下封组凝结水显著生成则是在00:00—08:00。在凝结水形成期间，全通组凝结水生成速率大于蒸发速率，而下封组凝结水形成速率在04:00—06:00小于蒸发速率，水量减少，而且两组凝结水量在此期间的各时段均表现为差异不显著(P>0.05)。

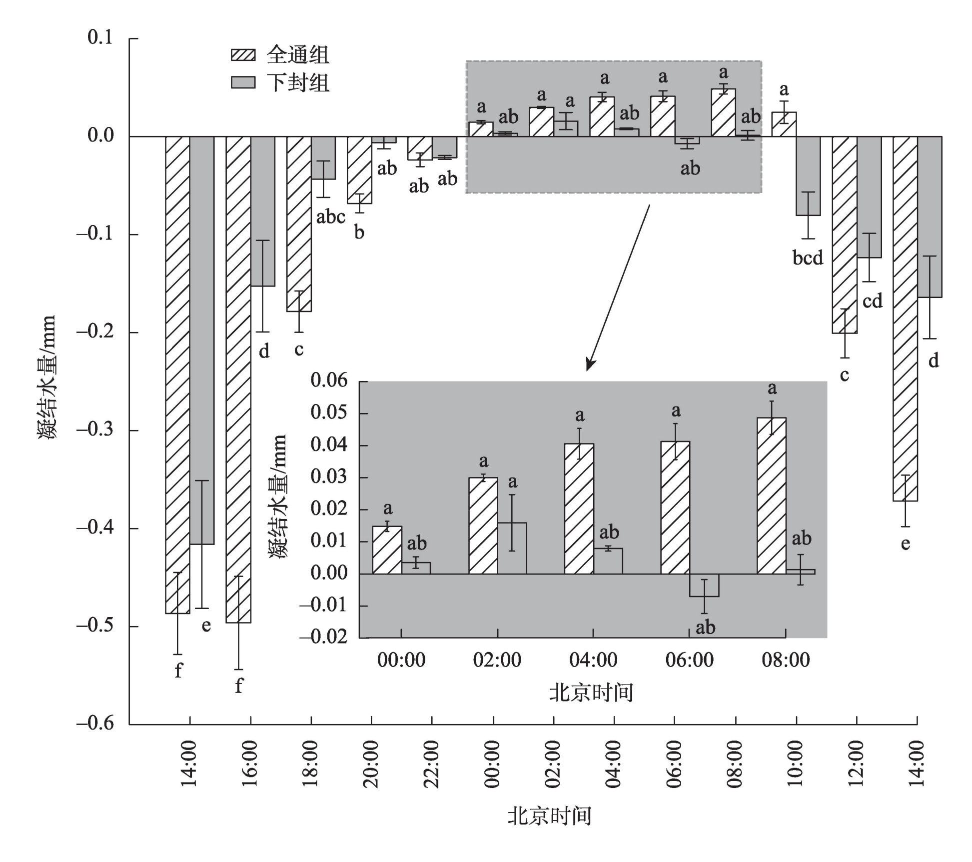
对全通组、下封组凝结水量做方差分析得出(表1)，全通组和下封组的凝结水量变化仅在20:00—22:00、次日10:00—12:00及次日12:00—14:00差异不显著(P>0.05)，其他时刻均呈现显著差异(P<0.05)，表明在中午经过强烈蒸发之后，全通组

表1 不同处理凝结水量(2 h)AVOVA结果

Tab. 1 One-way AVOVA result of condensation water amount (2 h) in different treatments

北京时间	F	P
14:00	0.810	0.409
16:00	17.012	0.009
18:00	13.691	0.014
20:00	14.247	0.013
22:00	0.044	0.842
00:00	15.238	0.011
02:00	7.882	0.038
04:00	16.030	0.010
06:00	24.243	0.004
08:00	20.525	0.006
10:00	20.982	0.006
12:00	3.104	0.138
14:00	17.736	0.008

注：F为组间和组内的离差平方和与自由度的比值，F值越大，说明组间方差是主要方差来源。P为显著性值，P<0.05表明差异性显著。



注：误差线表示标准误；小写字母相同表示差异性不显著，不同表示差异性显著；凝结水量为负则表示水分蒸发。

图3 水汽凝结水量变化

Fig. 3 Variation of condensation water amount

水汽可以由深层土壤补充，从而增大了水量蒸发差距。

3.2　土壤凝结水数量特征

大气水汽和土壤深层水汽两种凝结水量可由全通组测得，即土壤凝结水总量，其中02:00—04:00和04:00—06:00平均凝结水形成量相似。全通组凝结水量形成变化趋势呈单峰状（图3），06:00—08:00凝结水量达到最大，其峰值凝结水量为（0.052±0.005）mm，最大凝结水量为0.068 mm（表2）。下封组测得的是大气水汽凝结水量，大气凝结水形成的峰值时间比全通组要早，峰值出现时间段分别为02:00—04:00和06:00—08:00，峰值凝结水量分别为（0.012±0.004）mm和（0.008±0.004）mm，最大凝结水量为0.025 mm（表2）。

表2　不同处理水汽凝结水量（2 h）特征

Tab. 2　Characteristics of vapor condensation water amount (2 h) in different treatments

项目	凝结水量/mm	
	全通组	下封组
最大值	0.068	0.025
最小值	0.011	0.000
峰值1	0.052±0.005	0.012±0.004
峰值2	–	0.008±0.004
平均值	0.0316±0.003	0.006±0.003
总计	0.200±0.020	0.028±0.012

整体而言，全通组凝结水量大于下封组，其中全通组凝结水量由大气水汽和土壤深层水汽形成，大气水汽和土壤深层水汽的组成比例在不同地区有不同构成。在本试验中，土壤深层水汽对土壤凝结水形成占主导地位，在有明显大气水汽凝结水形成时，土壤深层水汽与大气水汽比例约为3:1，在00:00—02:00大气水汽凝结水占总体比例达到最大值的50%（图3）。

3.3　凝结水量与微气象因子的关系

3.3.1　近地气温、相对湿度及土壤温湿度变化规律

在观测期间14:00—次日14:00，近地气温整体呈现先下降再上升的趋势，相对湿度的变化趋势则与气温相反（图4）。在00:00—10:00期间，土壤凝结水形成明显，而其他时间蒸发较为明显（图3）。在04:00—08:00期间，气温达到最低，相对湿度达到最高（图4），平均气温和相对湿度分别为3.76 ℃和64.7%；08:00左右全通组和下封组凝结水量达到峰值；基本在14:00—16:00期间，气温和相对湿度分别达到最高、最低水平（图4），此时土壤水汽蒸发量较大（图3）。

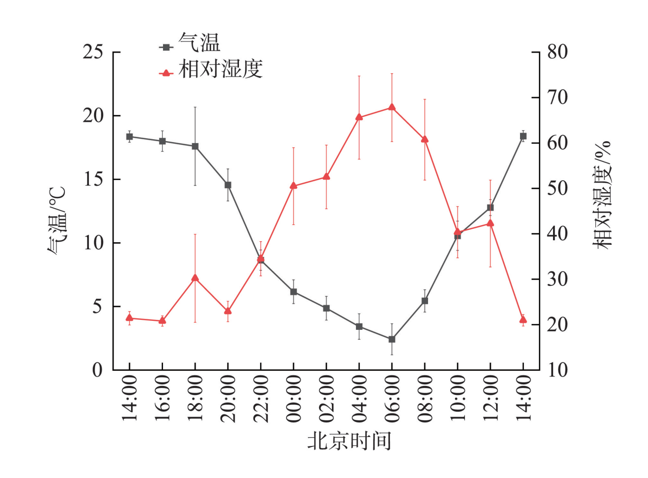


图4　近地气温与相对湿度

Fig. 4　Air temperature and relative humidt

各土层温度随时间变化幅度不同，具有较好的规律性（图5a），整体上5~50 cm土层温度在14:00—次日14:00呈现先下降再上升的趋势，其中5 cm土层温度变化速率最快，其余土层温度变化速率随土壤深度的增加而逐渐降低，50 cm土层温度基本没有变化。在14:00—22:00期间，土层温度表现为由上到下逐渐降低，其中5 cm土层在16:00左右温度达到最高值；在00:00—10:00期间，30 cm土层温度大于其他层位，土层温度由上到下表现出低-中-低的分布特征，5 cm土层从22:00开始，逐渐低于其下土层，其中在06:00—08:00期间温度达到最低值。其他土层的最高温度表现出滞后效应，下土层比上土层达到该层最高温度的速度要慢，而且达到的最高温度逐层递减，各层最低温度类似。

除5 cm土层的土壤含水率在观测期间变化幅度较大外，其他土层的土壤含水率变幅均较小（图5b）。5 cm土壤含水率在14:00—次日14:00，整体上表现出随时间呈现出先升高后降低的变化，其中在02:00—04:00，5 cm土层的土壤含水率有小幅增加，同样在14:00—16:00，5 cm土层的土壤含水率持续增加，可能是由于土层之间温差增加导致深层土壤水汽不断向5 cm土层累积运移，而其他层土壤含水率变化不大。整体上0~10 cm土壤水分减少，表明其蒸发量大于土壤深层水汽向上运移量。20 cm、30 cm、50 cm土层土壤含水率基本处于稳定状态，变幅不大。土层剖面从上到下土壤含水率呈现低-

高-低-高的分布。

3.3.2 ***相关回归分析*** 通过将全通组、下封组在00:00—10:00各个时间段平均凝结水量与近地气温、相对湿度，以及5 cm、10 cm、20 cm、30 cm、50 cm土层温度和土壤含水率进行Pearson相关分析(表3)，结果表明全通组凝结水量(QT)与5 cm土层温度(ST5)、5 cm和30 cm土层温度差(ST5−30)呈显著负相关，表明土壤凝结水的形成深受ST5、ST5−30的影响。下封组凝结水量(XF)与空气相对湿度(RH)呈显著正相关，与气温(T)呈显著负相关，表明大气水汽凝结水的形成受RH和T的影响。

QT与其显著相关因子ST5(图6a)和ST5−30(图6b)的拟合效果较好(R^2大于0.78)，基本在拟合线附近，其中QT与ST5呈线性负相关，随着5 cm土层温度的降低，土壤凝结水量逐渐增加；QT与ST5−30表现出线性负相关关系，相关性弱于QT和ST5，在有凝结水生成期间，30 cm土层温度大于5 cm土层温度，其中随着土层之间温度差的减少，凝结水量也出现下降。XF与T(图6c)、RH(图6d)分别呈负相关和正相关关系，整体上表现出随着近地气温的降低和空气相对湿度的增加，凝结水量增加，其中在0~2 ℃之间凝结水量表现为最多。大气水汽凝结水量与其显著相关因子的线性拟合效果较差，表现为达到一定阈值后凝结水开始明显生成。

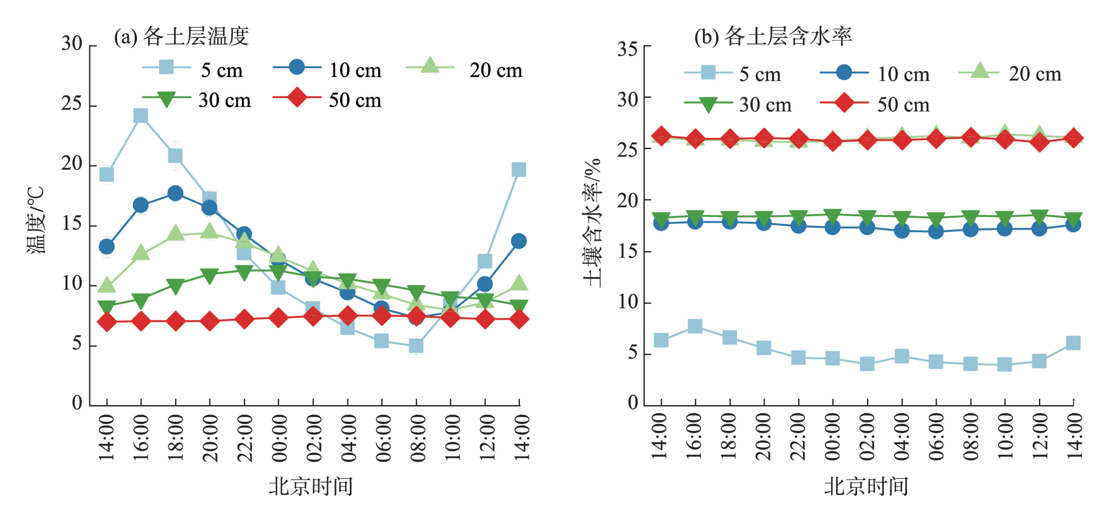


图5 各土层温度与土壤含水率

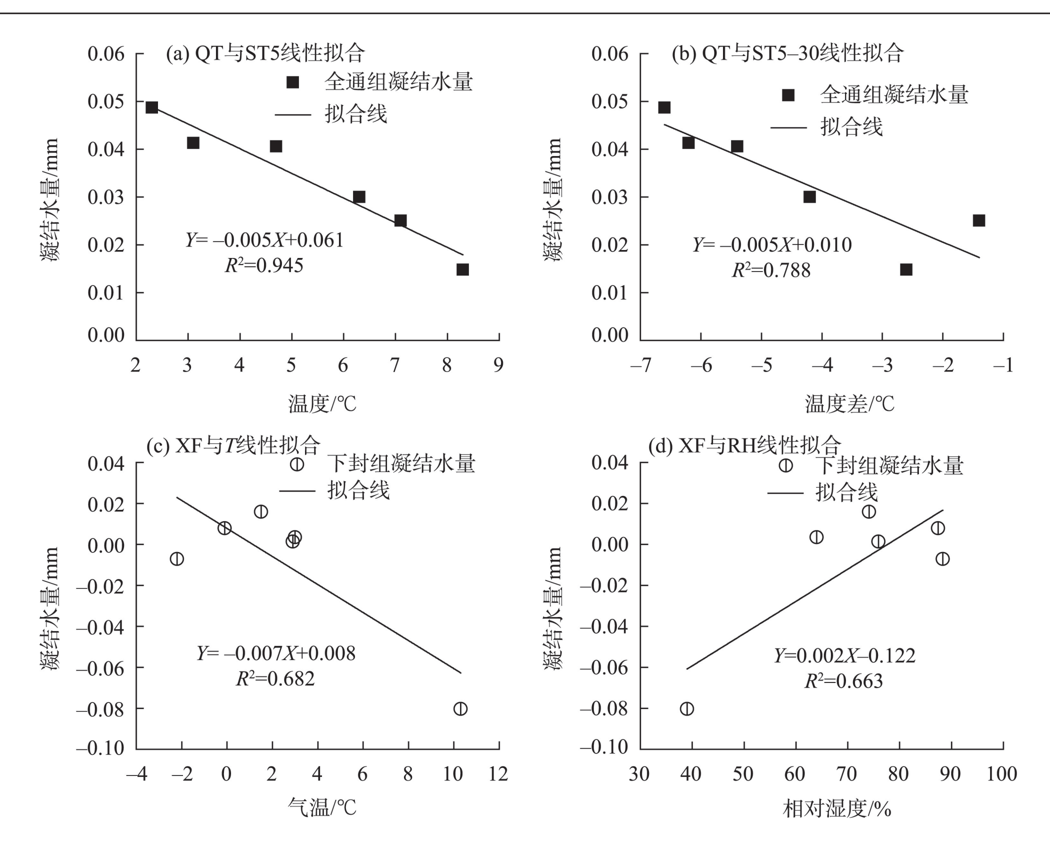
Fig. 5 Soil temperature and soil water content at different depth

表3 凝结水量与微气象因子的相关性

Tab. 3 Correlation between condensation water contents and micrometeorological factors

	QT	XF	T	RH	ST5	SH5	ST10	SH10	ST20	SH20	ST30	SH30	SH50	ST5−30
QT	1.000													
XF	0.260	1.000												
T	−0.454	−0.826*	1.000											
RH	0.629	0.815*	−0.969**	1.000										
ST5	−0.972**	−0.269	0.505	−0.644	1.000									
SH5	0.427	0.492	−0.700	0.764	−0.375	1.000								
ST10	−0.791	0.355	−0.061	−0.092	0.800	−0.005	1.000							
SH10	−0.495	−0.660	0.851*	−0.857*	0.449	−0.626	0.018	1.000						
ST20	−0.568	0.634	−0.396	0.241	0.545	0.174	0.935**	−0.246	1.000					
SH20	0.405	−0.429	−0.101	0.092	−0.463	0.015	−0.679	−0.255	−0.613	1.000				
ST30	−0.467	0.706	−0.448	0.326	0.476	0.278	0.907*	−0.334	0.985**	−0.655	1.000			
SH30	−0.211	0.406	0.081	−0.057	0.343	−0.237	0.500	−0.136	0.452	−0.665	0.523	1.000		
SH50	−0.063	−0.795	0.663	−0.588	0.053	−0.136	−0.413	0.742	−0.629	0.182	−0.668	−0.586	1.000	
ST5−30	−0.888*	−0.628	0.777	−0.880*	0.915*	−0.553	0.491	0.662	0.167	−0.225	0.082	0.150	0.366	1.000

注：QT、XF分别为在00:00—10:00全通组、下封组凝结水量；T、RH分别为近地气温和空气相对湿度；ST、SH分别为土层温度和土壤含水率，如ST5、SH5分别为距地表5 cm的土层温度和土壤含水率；ST5−30为距地表5 cm和30 cm的土层温度差；**在0.01级别(双尾)相关性显著，*在0.05级别(双尾)相关性显著。



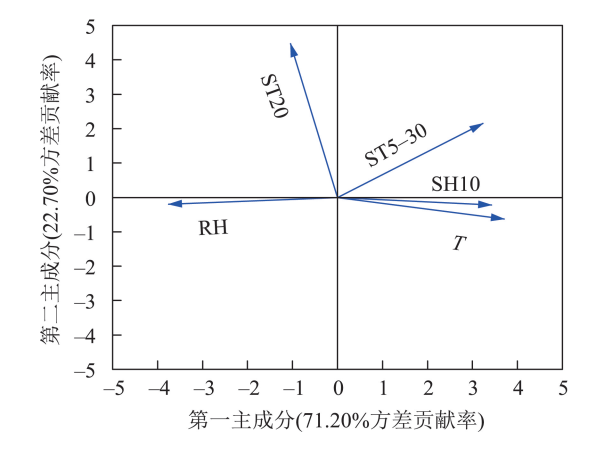
注：QT、XF分别为全通组、下封组凝结水量；ST5为距地表5 cm的土层温度；ST5–30为距地表5 cm和30 cm的土层温度差；T为气温；RH为相对湿度；R^2为线性拟合效果系数，取值范围为0~1。下同。

图6 凝结水量与显著相关因子的线性拟合

Fig. 6 Linear regression between condensation water amounts and significant correlation factors

3.3.3 主成分分析 对影响凝结水量的因子进行主成分分析，其中分析因子为相关分析中$|r|>0.45$并且剔除自相关较强的因子（表3），故选择RH、T、ST5–30、SH10、ST20因子（图7）。其中第一主成分和第二主成分累积贡献率（方差贡献率之和）达到93.90%，特征值均大于1，表明此两种主成分可以反映原始数据的大部分信息。

从图7中可知，RH、T、SH10对第一主成分的贡献较大，ST20对第二主成分的贡献较大，第一主成分可看作是10 cm土层以上的微气象因子组合，而第二主成分看作是10 cm土层以下的土层温度，其中ST5–30是5 cm和30 cm土层温度差涉及到10 cm土壤的上下层，故介于第一、第二主成分之间。由此可知影响凝结水形成的主要因素是10 cm土层以上的微气象因子组合，如RH、T等因子。



注：SH10为距地表10 cm土层土壤含水率；ST20为距地表20 cm土层温度。

图7 主成分分析

Fig. 7 Principal component analysis

4 讨 论

4.1 土壤凝结水的形成特征

本文在盐湖地区研究中发现，土壤深层水汽对于土壤凝结水的贡献率在75%左右，显著高于大气水汽凝结水量，研究结果与毛乌素沙地[14]、罗布泊地区[42–43]一致，而与高寒沙区[17]、新疆昌吉地区[10]、华北平原[44]的贡献率结果相反。盐湖地区属于高寒地区，但凝结水组成与高寒沙区结果不同，可能

是由于盐湖地区位于多年冻土区，表层土壤湿度较高，5 cm土壤含水率大于2%，新疆昌吉地区0~5 cm土壤含水率低于0.43%，较为干旱，而且盐湖地区年平均风速大于4 m·s^{-1}，导致土壤深层水汽具有较高的贡献率。而平原地区土壤含水量较高，但大气水汽对于土壤凝结水贡献率较高，这可能是由于盐湖地区海拔较高，同空气相对湿度下水汽含量（水汽密度/绝对湿度）低于华北平原地区，不易于大气水汽凝结。

全通组和下封组凝结水量方差分析（表1）及水汽凝结量变化（图3）结果表明在强烈蒸发后，全通组可由土壤深层水汽补充水分，导致蒸发水量一直大于下封组；同时还显示出，土壤水汽凝结时长大于大气水汽凝结，如08:00—10:00下封组已经开始有明显蒸发，而全通组还表现出明显凝结水生成，表明大气水汽先于土壤水汽离开表层土壤，符合毛乌素沙地[14]的研究结论。

4.2 微气象条件对土壤凝结水的影响

土壤凝结水的形成受多种因素影响，对比凝结水观测结果发现：7月当夜间近地空气相对湿度大于64%，近地气温小于3.8 ℃，5 cm土层平均温度低于4.1 ℃时，会有明显凝结水产生，表明凝结水生成需要满足多种微气象条件[24]。相关分析揭示QT变化与ST5、ST5-30变化联系密切，由于ST5、ST5-30同属土壤影响因子，表明盐湖地区土壤凝结水主要是由土壤部分水汽组成；而且主成分分析结果显示，10 cm以上土层的微气象因子的方差贡献率达到71.20%，表明凝结水形成主要是受到10 cm土层的微气象条件影响，如相对湿度、气温、0~10 cm土壤温湿度等，实际中凝结水也主要形成在0~10 cm土层，符合前人的研究结果[11,14-15,21]。

此外，本研究中土壤凝结水量在全通组或下封组中均与土壤含水率无显著相关关系，其可能是各土层温度变化存在滞后效应，其中30 cm土层温度在00:00—10:00温度最高，在温度梯度下，水汽向上运移，但水汽抵达表层土壤速度较慢[17]，因此土壤体积含水率响应温度变化存在滞后，同一时间段内相关性也较弱。

5 结论

（1）盐湖地区7月，00:00—10:00有明显土壤凝结水生成，其主要是由大气水汽和土壤深层水汽组成，比例约为1:3，凝结水量可达0.2 mm·d^{-1}。全通组在各时间段凝结水形成量基本呈现为单峰状变化，峰值区间为06:00—08:00；而下封组凝结水形成量为双峰状变化，峰值区间分别为02:00—04:00和06:00—08:00。

（2）完整观测日内（14:00—次日14:00）气温整体上呈现出先下降再上升的趋势，与各土层温度变化趋势一致。5 cm土层温度和土壤含水率变化最为强烈，土层温度变化速率则随深度的增加而逐渐降低。夜间近地空气相对湿度大于64%，近地气温小于3.8 ℃，5 cm土层平均温度低于4.1 ℃时，凝结水量形成较多，全通组与下封组凝结水量生成时间对比结果显示大气水汽先于土壤深层水气离开土壤表层。

（3）主成分分析结果表明0~10 cm以上土层微气象因子对凝结水量影响较大。QT与ST5、ST5-30均呈显著负相关；XF与T呈显著负相关，而与RH呈正相关。凝结水量的显著相关因子表明，土层影响因子对凝结水形成具有重要作用，土壤深层水汽是其主要的组成。

参考文献（References）

[1] 潘颜霞, 王新平, 张亚峰, 等. 沙坡头地区地形对凝结水形成特征的影响[J]. 中国沙漠, 2014, 34(1): 118-124. [Pan Yanxia, Wang Xinping, Zhang Yafeng, et al. Influence of topography on formation characteristics of hygroscopic and condensation water in Shapotou, Ningxia, China[J]. Journal of Desert Research, 2014, 34(1): 118-124.]

[2] Yu R, Zhang Z, Lu X, et al. Variations in dew moisture regimes in desert ecosystems and their influencing factors[J]. Wires Water, 2020, 7(6): 1-25.

[3] Jia Z F, Ma Y D, Liu P, et al. Relationship between sand dew and plant leaf dew and its significance in irrigation water supplementation in Guanzhong Basin, China[J]. Environment Earth Sciences, 2019, 78(12): 354, doi: 10.1007/s12665-019-8345-6.

[4] 郭占荣, 刘花台. 西北地区凝结水及其生态环境意义[J]. 地球学报, 1999, 20(增刊1): 772-776. [Guo Zhanrong, Liu Huatai. Condensation water and its ecological environment effect in northwestern of China[J]. Acta Geoscientica Sinica, 1999, 20(Suppl. 1): 772-776.]

[5] Kaseke K F, Wang L X. Fog and dew as potable water resources maximizing[J]. Geohealth, 2018, 2(10): 327-332.

[6] 王忠静, 张子雄, 索滢. 干旱区凝结水评估及对水量平衡方程影响[J]. 水利学报, 2019, 50(6): 710-720. [Wang Zhongjing, Zhang Zixiong, Suo Ying. A new water balance equation introducing dew amount in arid area[J]. Journal of Hydraulic Engineering, 2019, 50

(6): 710−720.]

[7] Hao X, Li C, Guo B, et al. Dew formation and its long-term trend in a desert riparian forest ecosystem on the eastern edge of the Taklimakan Desert in China[J]. Journal of Hydrology, 2012, 472−473: 90−98.

[8] Kidron G J. Altitude dependent dew and fog in the Negev Desert [J]. Agricultural and Forest Meteorology, 1999, 96: 1−8.

[9] Agam N, Berliner P R. Dew formation and water vapor adsorption in semi-arid environments: A review[J]. Journal of Arid Environments, 2006, 65(4): 572−590.

[10] 郭占荣, 韩双平. 西北干旱地区凝结水试验研究[J]. 水科学进展, 2002, 13(5): 623−628. [Guo Zhanrong, Han Shuangping. Experimental study on the condensation water in arid area, northwestern China[J]. Advances in Water Science, 2002, 13(5): 623−628.]

[11] 鲁笑瑶, 卫文婷, 曹涵, 等. 干旱区凝结水研究进展[J]. 灌溉排水学报, 2018, 37(增刊2): 102−106. [Lu Xiaoyao, Wei Wenting, Cao Han, et al. Advances in the condensation water in arid regions[J]. Journal of Irrigation and Drainage, 2018, 37(Suppl. 2): 102−106.]

[12] 冯天骄, 张智起, 张立旭, 等. 干旱半干旱区生态系统凝结水的影响因素及其作用研究进展[J]. 生态学报, 2021, 41(2): 456−468. [Feng Tianjiao, Zhang Zhiqi, Zhang Lixu, et al. Review on the influencing factors and functions of condensation water in arid and semi-arid ecosystems[J]. Acta Ecologica Sinica, 2021, 41(2): 456−468.]

[13] 肖辉杰, 张锋, 贾瑞燕. 凝结水研究进展[J]. 中国水土保持科学, 2015, 13(2): 126−130. [Xiao Huijie, Zhang Feng, Jia Ruiyan. Progress of study on condensation water[J]. Science of Soil and Water Conservation, 2015, 13(2): 126−130.]

[14] 李洪波. 半干旱区凝结水形成机制及对植物水分特性的影响[D]. 呼和浩特: 内蒙古农业大学, 2010. [Li Hongbo. Formation mechanism of condensation water and its effects on the moisture characteristics of plant in semi-arid area[D]. Hohhot: Inner Mongolia Agricultural University, 2010.]

[15] 郭占荣, 刘建辉. 中国干旱半干旱地区土壤凝结水研究综述[J]. 干旱区研究, 2005, 22(4): 160−164. [Guo Zhanrong, Liu Jianhui. An overview on soil condensate in arid and semiarid regions in China[J]. Arid Zone Research, 2005, 22(4): 160−164.]

[16] Jacobs A F G, Heusinkveld B G, Berkowicz S M. Passive dew collection in a grassland area, the Netherlands[J]. Atmosoheric Research, 2008, 87: 377−385.

[17] 成龙, 贾晓红, 吴波, 等. 高寒沙区生物土壤结皮覆盖区凝结水组分分析[J]. 高原气象, 2019, 38(2): 439−447. [Cheng Long, Jia Xiaohong, Wu Bo, et al. Composition analysis of condensation water in biological soil crusts covering area in alpine sandy lands[J]. Plateau Meteorology, 2019, 38(2): 439−447.]

[18] 李胜龙, 肖波, 孙福海. 黄土高原干旱半干旱区生物结皮覆盖土壤水汽吸附与凝结特征[J]. 农业工程学报, 2020, 36(15): 111−119. [Li Shenglong, Xiao Bo, Sun Fuhai. Characteristics of water vapor sorption and condensation in biocrusts covered surface soil in arid an semiarid areas of the Loess Plateau, China[J]. Transactions of the Chinese Society of Agricultural Engineering, 2020, 36 (15): 111−119.]

[19] 郭冰寒. 毛乌素沙地不同环境条件对土壤凝结水的影响[D]. 北京: 北京林业大学, 2017. [Guo Binghan. Effects of different environments on soil condensation water in Mu Us Sand Land[D]. Beijing: Beijing Forestry University, 2017.]

[20] 郭斌, 李卫红, 郝兴明, 等. 极端干旱区不同下垫面土壤凝结水试验研究[J]. 地理科学进展, 2012, 31(9): 1171−1179. [Guo Bin, Li Weihong, Hao Xingming, et al. Measurements of soil condensation water on different types of underlying surfaces in extreme arid region[J]. Progress in Geography, 2012, 31(9): 1171−1179.]

[21] 成龙, 贾晓红, 吴波, 等. 高寒沙区吸湿凝结水凝结过程与温湿度的关系[J]. 中国沙漠, 2019, 39(3): 1−10. [Cheng Long, Jia Xiaohong, Wu Bo, et al. Relationship between the condensation process of hygroscopic and condensation water and the air & soil humiture in alpine sandy lands[J]. Journal of Desert Research, 2019, 39(3): 1−10.]

[22] Kidron G J. Analysis of dew precipitation in three habitats within a small arid drainage basin, Negev Highlands, Israel[J]. Atmospheric Research, 2000, 55: 257−270.

[23] Nahid A, Dariush R, Behnam G, et al. Spatial and temporal investigation of dew potential based on long-term model simulations in Iran[J]. Water, 2019, 11(12): 2463, doi: 10.3390/w11122463.

[24] 陈翠琴. 凝结水的形成及变化规律[J]. 安徽农业科学, 2015, 43 (31): 30−32. [Chen Cuiqin. Formation of condensate and change rule[J]. Journal of Anhui Agricultural Sciences, 2015, 43(31): 30−32.]

[25] 郭晓楠. 毛乌素沙地沙生灌木生态系统夜间水汽交换过程与环境控制[D]. 北京: 北京林业大学, 2017. [Guo Xiaonan. Dynamics and environmental control of nocturnal vapor exchange in a desert shrub ecosystem in Mu Us Desert[D]. Beijing: Beijing Forestry University, 2017.]

[26] 刘志东. 干旱区荒漠植物群落凝结水的形成与利用[D]. 乌鲁木齐: 新疆大学, 2017. [Liu Zhidong. Formation and utilization of condensate in desert plant community in arid region[D]. Urumqi: Xinjiang University, 2017.]

[27] Kidron G J. Angle and aspect dependent dew and fog precipitation in the Negev Desert[J]. Journal of Hydrology, 2005, 301: 66−74.

[28] 王恒方. 凝结水对荒漠植物群落特征及稳定性的影响[D]. 乌鲁木齐: 新疆大学, 2017. [Wang Hengfang. Effects of condensed water on characteristics and stability of desert plant communities[D]. Urumqi: Xinjiang University, 2017.]

[29] Xu Y Y, Yan B X, Tang J. The effect of climate change on variations in dew amount in a paddy ecosystem of the Sanjiang Plain, China[J]. Advances in Meteorology, 2015: 1−9, doi: 10.1155/2015/793107.

[30] Tomaszkiewicz M, Abou N M, Beysens D, et al. Projected climate change impacts upon dew yield in the Mediterranean Basin[J]. Science of the Total Environment, 2016, 566−567: 1339−1348.

[31] 孙岩, 王一博, 孙哲, 等. 有机质对青藏高原多年冻土活动层土壤持水性能的影响[J]. 中国沙漠, 2017, 37(2): 288–295. [Sun Yan, Wang Yibo, Sun Zhe, et al. Impact of organic matter on water hold capacity in permafrost active layer in the Tibetan Plateau[J]. Journal of Desert Research, 2017, 37(2): 288–295.]

[32] 徐洪亮. 青藏高原多年冻土活动层水热特征及其对土壤渗透性影响分析[D]. 兰州: 兰州大学, 2021. [Xu Hongliang. Analysis of hydrothermal characteristics of active permafrost layer and its influence on soil permeability in Qinghai-Tibet Plateau[D]. Lanzhou: Lanzhou University, 2021.]

[33] Pan T, Hou S, Liu Y, et al. Influence of degradation on soil water availability in an alpine swamp meadow on the eastern edge of the Tibetan Plateau[J]. Science of the Total Environment, 2020, 722: 137677, doi: 10.1016/j.scitotenv.2020.137677.

[34] 范科科, 张强, 孙鹏, 等. 青藏高原土壤水分变化对近地面气温的影响[J]. 地理学报, 2020, 75(1): 82–97. [Fan Keke, Zhang Qiang, Sun Peng, et al. Effect of soil moisture variation on near-surface air temperature over the Tibetan Plateau[J]. Acta Geographocia Sinica, 2020, 75(1): 82–97.]

[35] He S, Richards K. The role of dew in the monsoon season assessed via stable isotopes in an alpine meadow in northern Tibet[J]. Atmospheric Research, 2015, 151: 101–109.

[36] 董梁. 可可西里地区盐湖下游河道冲刷演变数值模拟研究[D]. 西安: 西安理工大学, 2021. [Dong Liang. Numerical simulation of formation and evolution of river channel downstream of the Hoh-Xil region[D]. Xi'an: Xi'an University of Technology, 2021.]

[37] 陈强, 冶富寿, 陈育红, 等. 青藏高原可可西里盐湖水量平衡初步分析[J]. 人民长江, 2020, 51(5): 94–98. [Chen Qiang, Ye Fushou, Chen Yuhong, et al. Preliminary study on water balance for Salt Lake in Hoh Xil, Tibetan Plateau[J]. Yangtze River, 2020, 51(5): 94–98.]

[38] 侯新伟, 陈浩, 李向全, 等. 中国北方土壤凝结水研究综述[J]. 工程勘察, 2009, 37(8): 42–46. [Hou Xinwei, Chen Hao, Li Xiangquan, et al. An overview on soil condensate in north China[J]. Geotechnical Investigation & Surveying, 2009, 37(8): 42–46.]

[39] 宁贺. 函数型主成分分析的研究及其应用[D]. 长春: 吉林大学, 2021. [Ning He. Research and application of functional principal component analysis[D]. Changchun: Jilin University, 2021.]

[40] 邢洁, 宋男哲, 陈祥伟, 等. 基于主成分分析的松花江流域黑龙江段水质评价[J]. 中国给水排水, 2021, 37(1): 89–94. [Xing Jie, Song Nanzhe, Chen Xiangwei, et al. Water quality assessment of Heilongjiang control section in Songhua River Basin based on principal component analysis[J]. China Water & Wastewater, 2021, 37(1): 89–94.]

[41] 郭小芹, 李光明, 孙占峰, 等. 祁连山及周边降水分布聚类检验和典型流域增雨效果评价[J]. 干旱区地理, 2022, 45(3): 706–714. [Guo Xiaoqin, Li Guangming, Sun Zhanfeng, et al. Cluster analysis with statistical test of precipitation distribution in Qilian Mountains and its surrounding area and evaluation of artificial precipitation enhancement in typical watershed[J]. Arid Land Geography, 2022, 45(3): 706–714.]

[42] 孙自永, 余绍文, 周爱国, 等. 新疆罗布泊地区凝结水试验[J]. 地质科技情报, 2008, 27(2): 91–96. [Sun Ziyong, Yu Shaowen, Zhou Aiguo, et al. Experimental study on the condensation water in Lop Nur region, Xinjiang[J]. Geological Science and Technology Information, 2008, 27(2): 91–96.]

[43] 陈荣毅. 古尔班通古特沙漠表层土壤凝结水水汽来源特征分析[J]. 中国沙漠, 2012, 32(4): 985–989. [Chen Rongyi. Source of soil condensation water in the Gurbantunggut Desert[J]. Journal of Desert Research, 2012, 32(4): 985–989.]

[44] 冯欣, 高业新, 张亚哲. 华北平原典型区域土壤凝结水观测及其影响因素研究[J]. 南水北调与水利科技, 2013, 11(5): 132–135. [Feng Xin, Gao Yexin, Zhang Yazhe. Observation on soil condensation water and its impact factors in typical region of North China Plain[J]. South-North Water Transfers and Water Science & Technology, 2013, 11(5): 132–135.]

Formation characteristics and factors effecting of condensation water in surface soil in Hoh Xil area

SHI Wanpeng[1,2,3], LI Bei[1,3], LIU Jingtao[1,3], ZHUO Zijun[1,2] CHEN Xi[1,3]

(1. Institute of Hydrogeology and Environmental Geology, Chinese Academy of Geological Sciences, Shijiazhuang 050061, Hebei, China; 2. China University of Geosciences, Beijing 100083, China; 3. Key Laboratory of Groundwater Contamination and Remediation, Hebei Province, Shijiazhuang 050061, Hebei, China)

Abstract: Caused by climate change, the Qinghai-Tibet Plateau has continuously expanded the transition between dry and wet conditions, and the phenomenon of ecological degradation has increased. Condensation water is an important water resource in arid regions. In order to explore the formation characteristics and influencing factors of condensation water on the Qinghai-Tibet Plateau, this study selected Yanhu (Salt lake) district at the Hoh Xil area that has been greatly affected by climate in recent years, micro lysimeters were used to weigh the 0−10 cm soil to explore the evaporation and condensation characteristics of surface soil moisture. Besides, used multivariate statistical methods to analyze the relationship between condensation water and micro-meteorological factors, such as one-way analysis of variance, correlation analysis and principal component analysis. The results showed that: (1) During the period from 14:00 to 14:00 the next day, both the air temperature and the soil layer temperature showed a trend of first decreasing and then increasing. The 0−10 cm soil had obvious soil condensate formation from 00:00 to 10:00, but the soil water evaporated significantly in the other period. The soil condensation water was mainly composed of atmospheric water vapor and deep soil water vapor, with a ratio of about 1:3. We found that the conditions for the occurrence of soil condensation water were as follows: the relative humidity of the air at night was greater than 64%, the air temperature was less than 3.8 ℃, and the temperature of the 5 cm soil layer was less than 4.1 ℃, it was conducive to the formation of condensation water, and the average water volume could reach 0.2 $mm\cdot d^{-1}$. (2) Correlation analysis showed that the total amount of soil condensed water was significantly negatively correlated with the temperature of the 5 cm soil layer and the soil temperature difference between 5 cm and 30 cm, and the linear regression effect between the amount of condensation water and related factors was good; There was a significant negative correlation between the amount and air temperature, and a significant positive correlation with relative humidity. The results of principal component analysis showed that the amount of condensation water was closely related to micro-meteorological factors, especially the micro-meteorological factors above 10 cm soil layer. This research could provide a certain scientific basis for the reasonable estimation of ecological water volume and vegetation restoration in the Yanhu district.

Key words: soil condensation water; air temperature; soil temperature; air relative humidity; the Qinghai-Tibet Plateau